



## L'impacte del vulcanisme en la història de la humanitat

Adelina Geyer <sup>1</sup> , Meritxell Aulinas <sup>2</sup> , Helena Albert <sup>2</sup>  i Antonio M. Álvarez-Valero <sup>3</sup> 

<sup>1</sup> Geociencias Barcelona, CSIC, Barcelona

<sup>2</sup> Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Salamanca

**Resum:** Actualment, més de 500 milions de persones viuen exposades a l'activitat volcànica i cada any es registren al nostre planeta entre 50 i 80 erupcions de mida, explosivitat i impacte diferent. Durant segles, l'ésser humà ha sabut explotar els volcans i els seus productes per al seu benefici i desenvolupament socioeconòmic, aprofitant les riqueses que ofereixen les zones volcàniques. Però, en el passat, diversos episodis eruptius han afectat notòriament la història humana amb efectes sobre les societats, les cultures i el medi ambient. Després d'una breu introducció als conceptes més pertinents sobre magmatisme i vulcanisme, essencials per entendre l'origen i naturalesa dels perills volcànics, en aquest treball es revisa l'estreta relació entre l'activitat volcànica i la humanitat. A través d'exemples concrets d'erupcions passades, es posa en evidència com un esdeveniment eruptiu pot arribar a canviar la història en pocs dies. Sense ser una llista exhaustiva, els exemples escollits busquen reflectir la fragilitat de la nostra societat davant d'aquests perills naturals. Les erupcions seleccionades cobreixen diverses èpoques, des del Pleistocè Superior (126-12 ka) fins al segle XXI, i corresponen a esdeveniments de diferents magnituds i volums de magma emès. Finalment, es planteja com aquests fenòmens geològics no necessàriament han de desencadenar desastres naturals; una bona estratègia de prevenció, mitigació i vigilància pot reduir el risc de forma apreciable i millorar la resposta i la resiliència de les comunitats afectades.

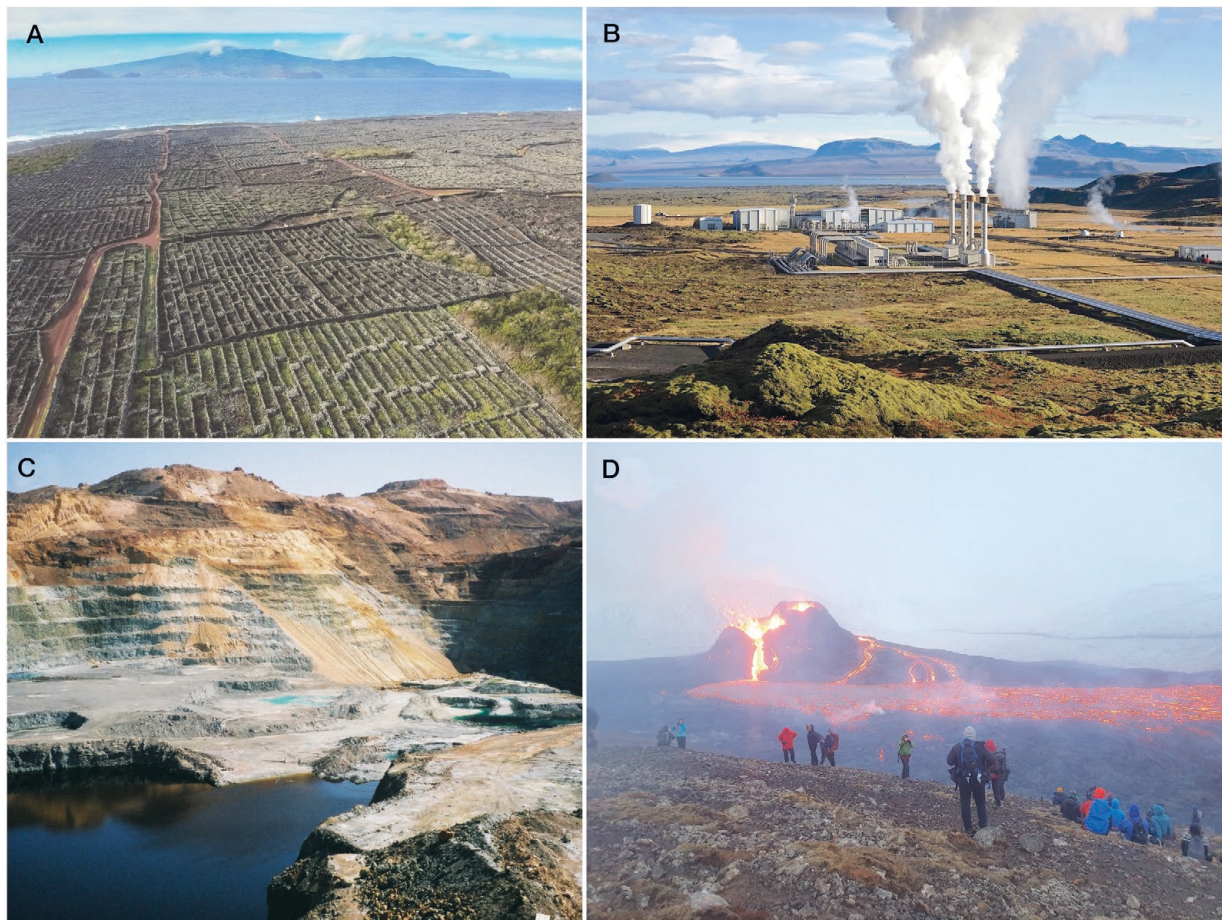
**Summary:** THE IMPACT OF VOLCANISM IN THE HISTORY OF HUMANITY. – At present, more than 500 million people live exposed to volcanic activity, and every year between 50 and 80 eruptions of varying size, explosiveness and impact are recorded on our planet. For centuries, humans have known how to exploit volcanoes and their products to obtain benefits and further socioeconomic development, taking advantage of the numerous resources offered by volcanic areas. However, several eruptive episodes have greatly affected human history through their impact on societies, cultures and the environment. After a brief introduction to the most important concepts of magmatism and volcanism, which are essential to understand the origin and nature of volcanic hazards, this article reviews the close relationship between volcanic activity and humanity. Through specific examples of past eruptions, it highlights how an eruptive event can change history in a few days. This by no means exhaustive list reflects the fragility of our society when it faces these natural hazards. The selected eruptions cover periods from the Upper Pleistocene (126–12 ka) to the 21st century and correspond to events of different magnitudes and volumes of magma emission. Finally, it is argued that these geological phenomena do not necessarily have to lead to natural disasters: a good prevention, mitigation and monitoring strategy can significantly reduce risk and improve the response and resilience of the affected communities.

### Introducció

Durant segles, l'ésser humà ha sabut explotar els volcans i els seus productes per al seu benefici i desenvolupament socioeconòmic, aprofitant les riqueses que ofereixen les zones volcàniques com ara els sòls fèrtils per al cultiu, els materials volcànics per a usos industrials, l'energia geotèrmica com a energia renovable i els paisatges volcànics com a reclam geoturístic (fig. 1). Però també des de la prehistòria, l'ésser humà ha patit les conseqüències de les erupcions volcàniques que, en

nombroses ocasions, han tingut un impacte social i econòmic molt negatiu. Un exemple d'això és la recent erupció del Tajogaite (2021, La Palma, Illes Canàries) que va forçar l'evacuació d'unes 7.000 persones i va destruir 2.988 edificacions, 74 km de carreteres i 370 hectàrees de cultiu (Comisión mixta para la reconstrucción, recuperación y soporte a la isla de La Palma, 2022).

Després d'una breu introducció als conceptes més rellevants sobre magmatisme i vulcanisme, indispensables per a comprendre l'origen i naturalesa dels perills volcànics, en les pàgines



**Figura 1.** **A**, vista d'una zona de vinyes a l'illa volcànica de Pico (Illes Açores). Font: Manuel Silveira, CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons. **B**, planta geotèrmica de Nesjavellir en Pingvellir (Islàndia). Autor: Gretar Ívarsson. **C**, imatge de la mina de coure de Skiriotissa prop de Nicòsia (Xipre). Font: MeanStreets, Public domain, via Wikimedia Commons. Geològicament, el model de gènesi del mineral mostra que aquests dipòsits de coure van ser formats per l'activitat volcànica. **D**, turistes visitant l'erupció de Geldingadalir a Fagradalsfjall (Islàndia) el 24 de març de 2021. Font: Friviere, CC BY-SA 2.5, via Wikimedia Commons.

següents es revisa l'estreta relació entre l'activitat volcànica i la humanitat. A través d'exemples concrets d'erupcions passades, es posa en evidència com un fenomen eruptiu pot arribar a canviar el rumb de la història en pocs dies. Finalment, es planteja com aquests fenòmens geològics no necessàriament han de desencadenar desastres naturals; una bona estratègia de prevenció, mitigació i vigilància pot reduir el risc de manera notòria i millorar la resposta i la resiliència de les comunitats afectades.

### **Vulcanisme: de la formació del magma als perills volcànics**

Per a poder comprendre l'origen dels perills —i dels recursos— relacionats amb l'activitat volcànica és necessari entendre què és el magma, com s'origina i es transporta, els factors que desencadenen l'inici d'una erupció i els processos que donen lloc als diferents productes volcànics (p. ex., colades de lava o cendra). Només així,

s'aconsegueix percebre la dificultat de preveure on, quan i com tindrà lloc una erupció i d'avaluar el seu impacte potencial.

### *L'origen del magma i el seu transport a través de l'interior de la Terra*

El magma és una mescla de roca fosa, gasos i fragments sòlids de minerals i roques, que es genera en profunditat a l'interior de la Terra, on les condicions de pressió-temperatura, o les variacions químiques (p. ex., la presència d'aigua), permeten fondre parcialment el mantell terrestre. Aquesta circumstància i, per tant, el vulcanisme, es donen principalment al llarg dels límits de les plaques tectòniques, sent l'excepció (menys del 5%) aquelles zones volcàniques associades als anomenats punts calents. Aquests últims, punts concrets del planeta on el mantell terrestre està constantment a una temperatura anormalment elevada, solen localitzar-se a l'interior de les plaques tectòniques (p. ex., illes Hawaii).



Des de la zona de formació o de gènesi, el magma ascendeix cap a la superfície de la Terra i es pot aturar, en alguns casos, a diferents profunditats de l'escorça terrestre i acumular-se en cambres magmàtiques (fig. 2A). Així, es considera que una erupció només s'inicia quan el magma arriba a la superfície, ja sigui directament des de la zona de gènesi o des d'un d'aquests magatzems o cambres magmàtiques. Això es dona tant en edificis volcànics construïts pels productes d'erupcions prèvies (fig. 2B) o en un lloc nou on el magma és emès a través de fractures, les denominades fissures eruptives (fig. 2C).

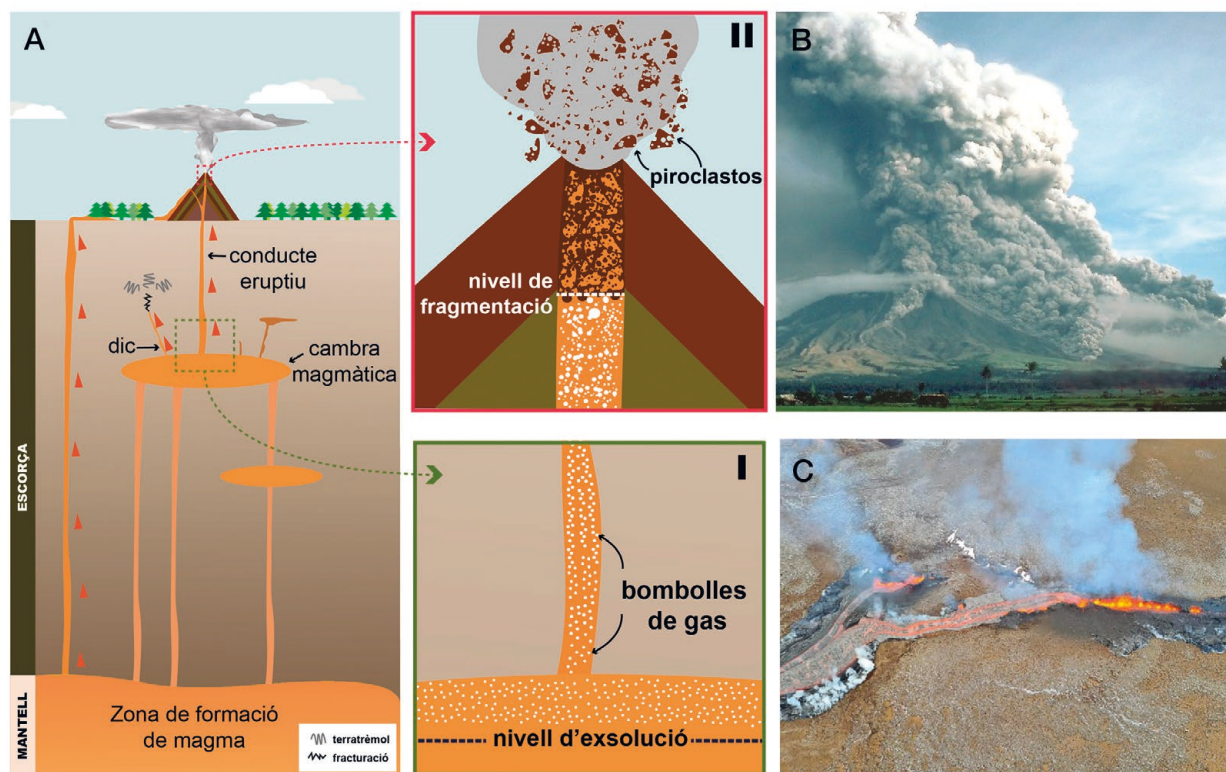
### Entrant en erupció

Els fenòmens que porten el magma a escapar d'una cambra magmàtica són complexos, però de forma simplificada es poden relacionar amb un augment —en excés— de la pressió a l'interior d'aquests reservoris magmàtics, a causa per exemple de l'arribada d'un magma nou. Això sol generar la formació de fractures en la roca on s'encaixa la cambra magmàtica (roca encaixant), a través de les quals el magma penetra alliberant pressió i iniciant la formació i propagació d'un dic

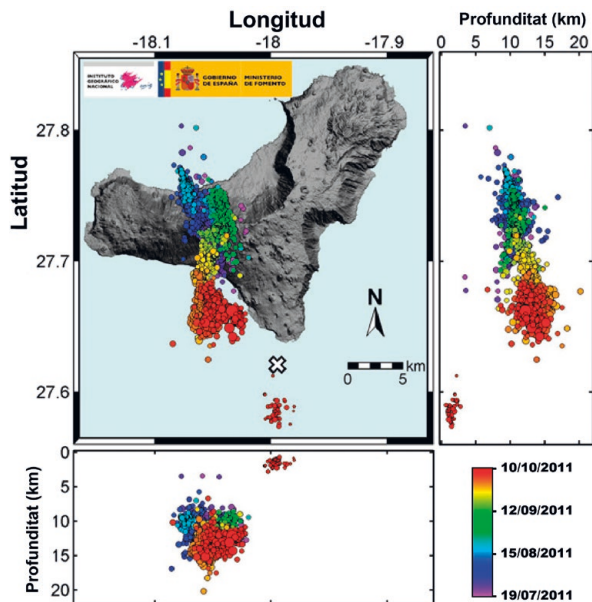
(fig. 2A). Els dics poden propagar-se en diverses direccions i durant diversos dies, arribant (o no) a la superfície. El trencament de les roques a mesura que el dic avança fa que es generin nombrosos terratrèmols. En moltes ocasions, aquests terratrèmols són «visibles» a les xarxes de vigilància volcànica, de manera que l'anàlisi de l'activitat sísmica registrada en els sismòmetres permet seguir la trajectòria del dic en profunditat (fig. 3).

### La importància dels volàtils

Quan un dic arriba a la superfície, es genera una descompressió a la cambra magmàtica. Això comporta que, a una certa profunditat (nivell d'exsolució), les fases volàtils dissoltes en el magma (p. ex.,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, Cl i F) passin a estat gasós, i generen bombolles de gas (fig. 2A I). A mesura que el magma ascendeix a través del conducte eruptiu cap a zones de menor pressió, les bombolles s'expandeixen i el seu nombre augmenta. Prop de la superfície, aquestes bombolles es trenquen de manera explosiva estripant el magma en fragments que, en refredar-se i solidificar-se, formen els piroclastos (fig. 2A II). Depenent de la seva mida, als piroclastos se'ls anomena cendra

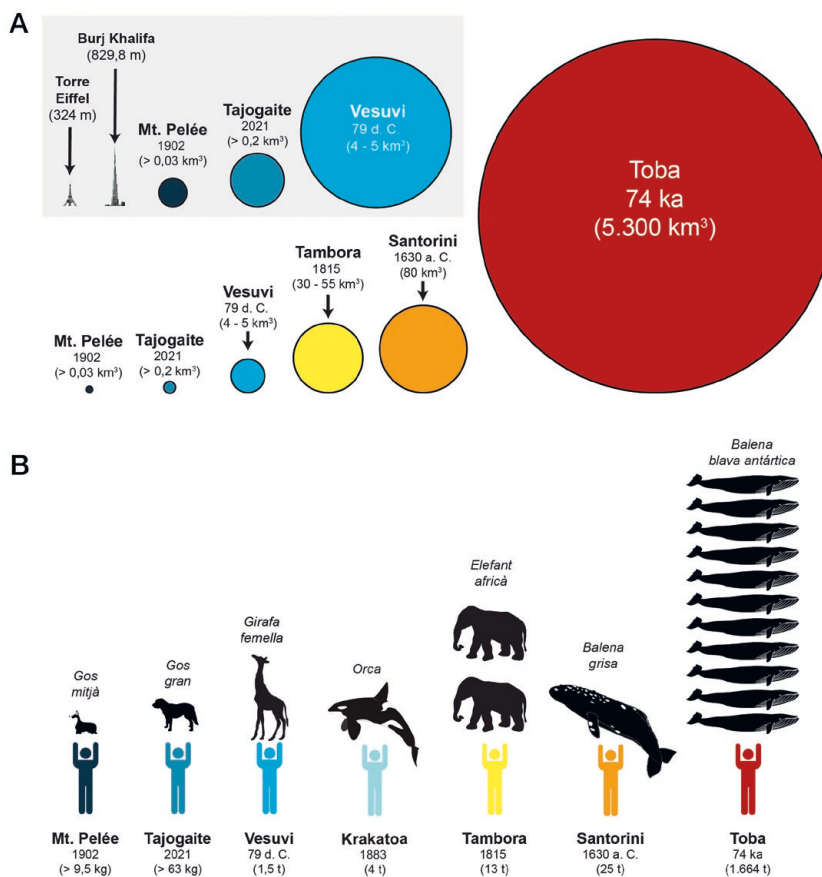


**Figura 2.** A, esquema d'un sistema volcànic en el qual es mostra la zona de formació del magma, els camins d'ascens cap a la superfície (fletxes taronges) i les cambres magmàtiques. En els requadres I i II s'il·lustra de forma esquemàtica els conceptes de nivell d'exsolució i fragmentació. Nota: els dibuixos no estan a escala. B, imatge del volcà Mayon (Filipines) durant l'erupció del 23 de setembre de 1984. Els corrents de densitat piroclàstica van descendir pel flanc sud-est. Font: C.G. Newhall, Public domain, via Wikimedia Commons. C, Imatge de les noves fissures eruptives obertes el 5 d'abril de 2021 durant l'erupció de Geldingadalir a Fagradalsfjall (Islàndia). Font: Almannavarnadeild ríkislögreglustjóra, CC0, via Wikimedia Commons.



(<2 mm), lapil·li (64-2 mm) i bloc o bomba (>64 mm). El nivell d'explosivitat d'una erupció, el tipus de dipòsits i els perills associats (p. ex. caiguda de cendres), depenen en gran mesura del contingut en volàtils del magma. Un contingut baix comporta una taxa de fragmentació menor i el magma tendeix a emetre's de forma efusiva, generant principalment colades de lava (fig. 2C). Contràriament, les erupcions més explosives, amb una taxa de fragmentació elevada, es relacionen amb una alta generació de cendres i corrents de densitat piroclàstica; fluxos molt violents i destructius compostos de material piroclàstic i gas volcànic

← **Figura 3.** Localització dels terratrèmols previs a l'erupció del Tagoro (El Hierro, Illes Canàries) de 2011 segons el catàleg de l'Institut Geogràfic Nacional (IGN) que indiquen la trajectòria potencial feta pel magma des de l'inici de la crisi sísmica (19/07/2011) fins el dia de l'erupció (10/10/2011) (Martí *et al.*, 2013). Els colors depenen de la data i la creu assenyalava el lloc de l'erupció submarina. (Font: Instituto Geográfico Nacional, [http://www.ign.es/web/resources/volcanologia/SIS/html/HI\\_SIS\\_reloc.html](http://www.ign.es/web/resources/volcanologia/SIS/html/HI_SIS_reloc.html)).



**Figura 4.** **A**, comparació del volum de magma emès en els diferents exemples d'erupcions incloses en aquest treball. Els cercles il·lustren el volum de magma —indicat a la figura per a cadascuna de les erupcions— considerant una esfera de volum equivalent. En les erupcions més petites (requadre gris), es compara el radi d'aquestes esferes amb l'altura de la torre Eiffel i el Burj Khalifa. **B**, comparativa de pes de magma emès si es distribuís per persona del planeta. El càlcul s'ha realitzat assumint els volums de magma indicats en A, una densitat mitjana per al magma de  $2.500 \text{ kg m}^{-3}$  i un total de 7.965 milions d'habitants. En les erupcions amb volum representat per un rang de valors s'ha pres el valor mitjà. A manera il·lustrativa s'indica també un animal amb un pes equivalent al calculat.

que viatgen a velocitats mitjanes de 100 km h<sup>-1</sup> i a elevada temperatura (200-700°C) (fig. 2B).

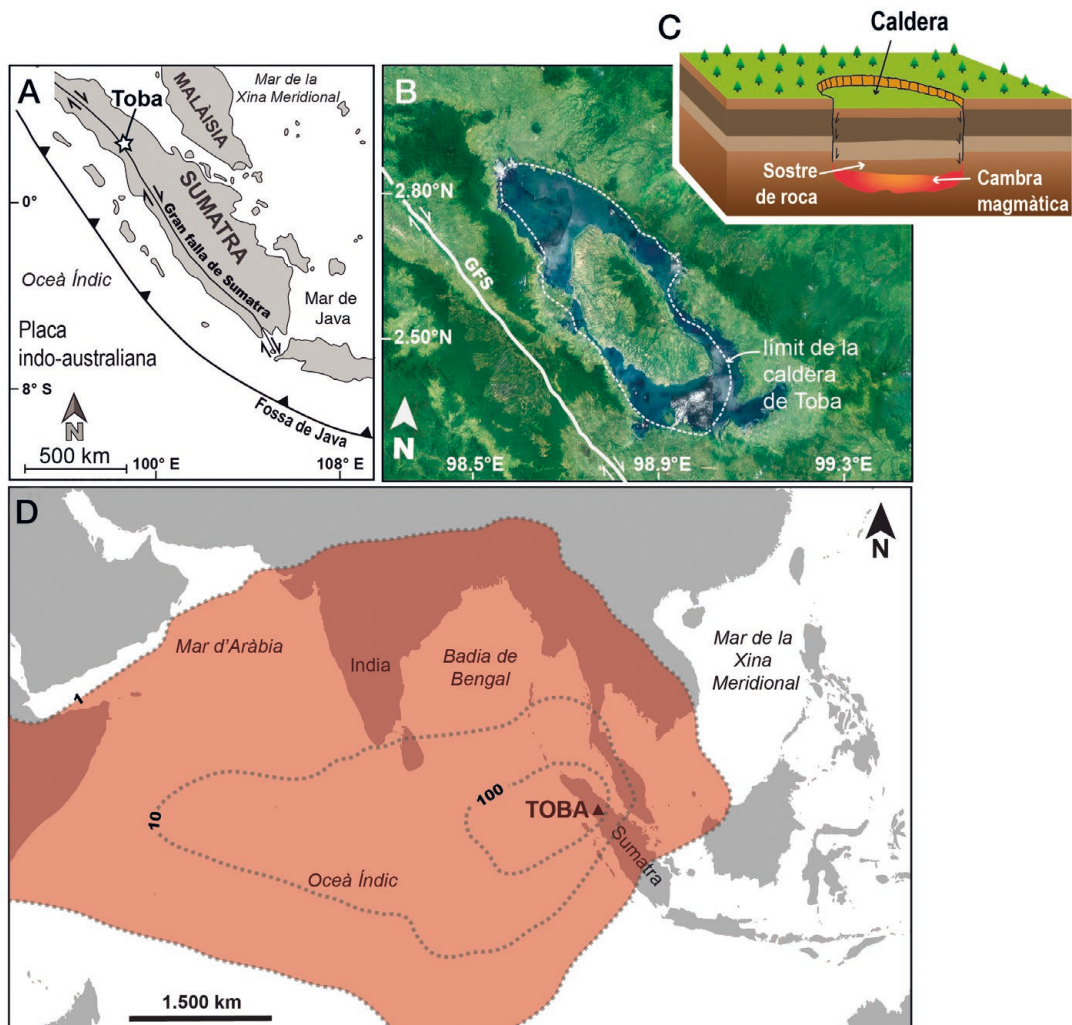
### Impacte de les erupcions volcàniques en la història de la humanitat

Cada any es registren en el nostre planeta entre 50 i 80 erupcions de mida, explosivitat i impacte diferent. Algunes erupcions han marcat un abans i un després en la història de la humanitat. En aquesta secció es recullen alguns exemples que, sense pretendre ser una llista exhaustiva, busquen reflectir la fragilitat de la nostra societat davant aquests perills naturals. Les erupcions seleccionades cobreixen diferents èpoques, des del Pleistocè Superior (126-12 ka) fins al segle XXI, i corresponen a esdeveniments de diferents magnituds i volums de magma emès (fig. 4).

### Toba (Pleistocè Superior, Indonèsia)

Probablement, el primer exemple d'un fenomen volcànic de gran impacte en la història de la humanitat va ser l'ocorregut a Toba (Sumatra) fa 74.000 anys (Chesner, 2012) (fig. 5). Aquesta erupció, que va alliberar més de 5.000 km<sup>3</sup> de magma, va generar una caldera volcànica de morfologia el·líptica de dimensions de 100×30 km d'ample i 2.000 m de profunditat (Costa *et al.*, 2014). Es considera l'erupció més gran de tipus caldera ocorreguda durant el Quaternari (últims 2,58 Ma) i una de les més grans del registre geològic (fig. 5B) (Chesner i Rose, 1991; Geyer i Martí, 2008).

Les calderes volcàniques, depressions de planta semicircular o el·líptica, s'originen quan el sostre de roca que es troba per sobre de la



**Figura 5.** **A**, mapa tectònic simplificat de la regió de Sumatra on s'indica la ubicació de la caldera de Toba. **B**, imatge de satèl·lit de Toba on es mostra el contorn de la caldera volcànica sobre la base de Chesner (2012). Imatge Google Earth: Landsat/Copernicus. GFS: Gran Falla de Sumatra. **C**, esquema d'una caldera volcànica de col·lapse. **D**, mapa simplificat de isòpaques (i.e. línies d'igual gruix) en cm de la capa de cendra associada a l'última erupció de tipus caldera de Toba segons les simulacions numèriques de Costa *et al.* (2014).



cambrà magmàtica col·lapsa durant l'activitat eruptiva (fig. 5C). Això es dona si, durant l'erupció, la pressió dins de la cambra magmàtica disminueix per sota del límit de fractura de la roca a trencar per tensió. Llavors, la roca encaixant es fractura i s'enfonsa des d'uns pocs centenars de metres a alguns quilòmetres dins el reservori magmàtic. En fer-ho, pressiona el magma cap a l'exterior amb una taxa d'emissió molt més elevada que durant la fase eruptiva prèvia a l'inici del col·lapse, permetent un buidatge de la cambra magmàtica molt més efectiu, alhora que violent. Tot i que no totes les erupcions de tipus caldera són de mida colossal (p. ex., Pitón de la Fournaise 2007, Illa Reunió), les erupcions més grans conegudes fins avui, a excepció de les grans províncies ígnies, han involucrat un col·lapse de caldera (p. ex., Yellowstone 630 ka, Estats Units).

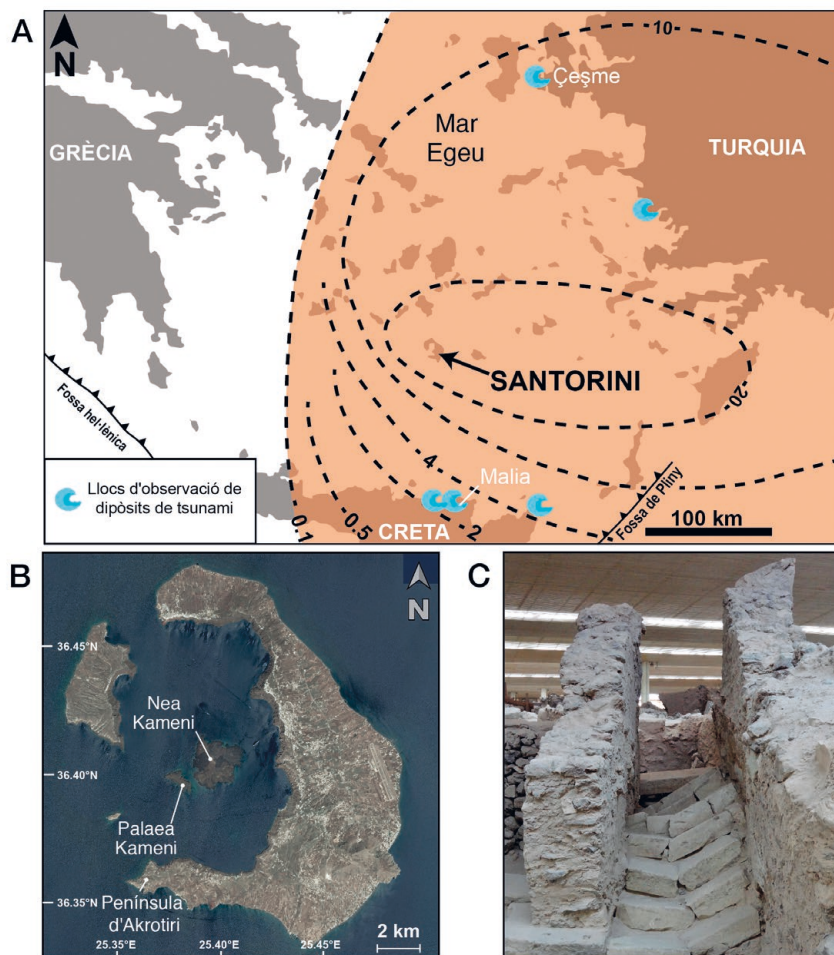
En el cas de Toba, s'estima que l'erupció va durar dues setmanes i va emetre núvols eruptius d'entre 27 i 37 km d'altura (Woods i Wohletz, 1991; Rampino i Self, 1992). Diversos estudis indiquen que les cendres volcàniques van cobrir milions de km<sup>2</sup> al voltant del volcà (fig. 5D), podent-se observar en testimonis de sediments marins de l'oceà Índic, la mar Àràbiga, la mar de la Xina Oriental i al golf de Bengala (Costa *et al.*, 2014). Això indica que una capa de cendres de diversos centímetres de gruix s'hauria dipositat sobretot al subcontinent indi i quantitats similars sobre gran part del sud-est d'Àsia (fig. 5C) (Rose i Chesner, 1990).

Les observacions en testimonis de gel indiquen que aquesta erupció va durar uns sis anys (Rampino i Self, 1982; Zielinski *et al.*, 1996). D'altra banda, a partir de l'estimació del SO<sub>2</sub> i material volcànic (p. ex., cendres) injectat a l'atmosfera, es calcula que les pertorbacions de temperatura podrien haver durat entre 5 i 10 anys, i que les latituds mitjanes podrien haver estat fins a 12°C més fredes, amb un refredament global màxim de 3,5°C (Timmreck *et al.*, 2010; 2012). Estudis de pol·len mostren que l'erupció va ser seguida per un refredament inicial i una desforestació prolongada en el sud d'Àsia, que va evidenciar una crisi ecològica global. De fet, hi ha algunes teories que afirmen que l'erupció de Toba podria haver creat un coll d'ampolla genètic en l'*Homo sapiens*, la qual cosa hagués portat gairebé a l'extinció dels humans moderns a Àfrica i en altres llocs (Williams *et al.*, 2009). No obstant això, aquesta hipòtesi no és àmpliament acceptada ja que no s'han observat efectes similars en altres espècies animals (Gatthorne-Hardy i Harcourt-Smith, 2003; Petraglia *et al.*, 2012). Això mostra com encara tot i que els efectes de les erupcions volcàniques històriques (p. ex., Tambora 1815) en el clima mundial són ben coneguts, l'impacte d'aquesta gran erupció continua sent avui en dia un tema de debat i interès dins la comunitat científica.

### *Thera (~1600 aC, Grècia)*

Actualment, encara existeixen dubtes sobre l'edat exacta de l'erupció de Thera (nom antic de Santorini), també denominada Minoica, que va esdevenir-se a l'illa de Santorini (Grècia) al voltant del 1600 aC, i que va emetre uns 80 km<sup>3</sup> de magma (fig. 6A) (Pearson *et al.*, 2022). Els treballs en testimonis de gel de Groenlàndia situen l'erupció l'any 1645 aC  $\pm$ 7-5 anys (Hammer *et al.*, 1997). En canvi, les datacions de restes vegetals trobades en els dipòsits volcànics de l'erupció indiquen, amb un 95% de confiança, que el fenomen eruptiu va tenir lloc entre 1627 i 1600 aC (Friedrich *et al.*, 2006). De manera complementària, datacions per radiocarboni realitzades a Akrotiri, Creta i altres llocs de l'Egeu indiquen que l'erupció va ocórrer entre 1660 i 1613 aC.

L'erupció va començar amb una fase altament explosiva (pliniana) caracteritzada per columnes eruptives de fins a 36 $\pm$ 5 km d'altura. Durant aquesta fase es va emetre gran quantitat de material piroclàstic que va generar dipòsits de lapilli i cendra, de pocs centímetres a diversos metres de gruix, a les illes de Santorini, Therasia i Aspronisi (fig. 6A), enterrant edificacions, i també afectant la vegetació i els cultius (Johnston *et al.*, 2014). Després de diversos canvis en la dinàmica de l'erupció, l'activitat volcànica va culminar en un col·lapse de caldera de dimensions 12 $\times$ 7 km i 300 metres d'altura, acompanyat per l'emplaçament de dipòsits de corrents de densitat piroclàstica i l'enfonsament de bona part de l'illa (fig. 6B) (Pfeiffer, 2001; Taddeucci i Wohletz, 2001; Johnston *et al.*, 2014). L'erupció va devastar per complet l'illa de Thera, inclòs l'assentament de Akrotiri —localitzat al sud de l'illa—, així com comunitats a les illes pròximes i a la costa de Creta. Addicionalment, el col·lapse va ser responsable de, com a mínim, un megatsunami de fins a 8 m d'altura que va afectar les zones portuàries de Creta com Malia o Çeşme a Turquia (Lespez *et al.*, 2021) (fig. 6A); algunes simulacions fins i tot estimen que l'onada va arribar a tenir diverses desenes de metres (p. ex., Novikova *et al.*, 2011). Atès que no s'han trobat restes de víctimes humanes ni objectes valuosos a Akrotiri, se sospita que abans de la catàstrofe es va dur a terme una evacuació completa. De fet, gràcies als estudis arqueològics sobre les ruïnes de l'assentament es coneix que l'erupció va ser precedida per terratrèmols (fig. 6C) i, finalment, per explosions precursoras; el que hagués donat a la població motius per a abandonar l'illa amb antelació suficient. Tot i així, l'erupció de Thera forma part d'una de les dues teories principals que s'han formulat per a explicar la desaparició de la civilització minoica. La segona és la invasió i ocupació per part dels micènics. Recentment, s'ha suggerit que el canvi climàtic instigat per una intensa activitat del Niño també va contribuir a l'eventual desaparició de la civilització minoica (Tsonis *et al.*, 2010).



**Figura 6. A**, mapa de localització de l'illa de Santorini. S'inclou un mapa d'isòpaques en cm del mantell de cendres dipositat durant l'erupció de Thera segons Friedrich (2000). **B**, imatge satèl·lit de Santorini. Font: Google Earth Image Landsat/Copernicus. **C**, escala destruïda per un terratrèmol al començament de l'erupció de Thera descoberta en el jaciment arqueològic de Akrotiri (Autor: Olaf Tausch).

La teoria que l'erupció de Thera va ser responsable de la caiguda de la civilització minoica va ser suggerida a principis del segle xx (Marinatos, 1939) i sosté que els terratrèmols, els tsunamis, i les cendres volcàniques van destruir els palaus, la flota i zones portuàries, i les collites i animals. Aquesta teoria, recolzada inicialment per les evidències de la grandària colossal de l'erupció, ha sumat detractors durant els últims anys a causa de la inconsistència entre la data de l'erupció proposada (~1600 aC), la destrucció dels palaus minoics (~1450 aC) i la desaparició final de la civilització minoica (~1200 aC).

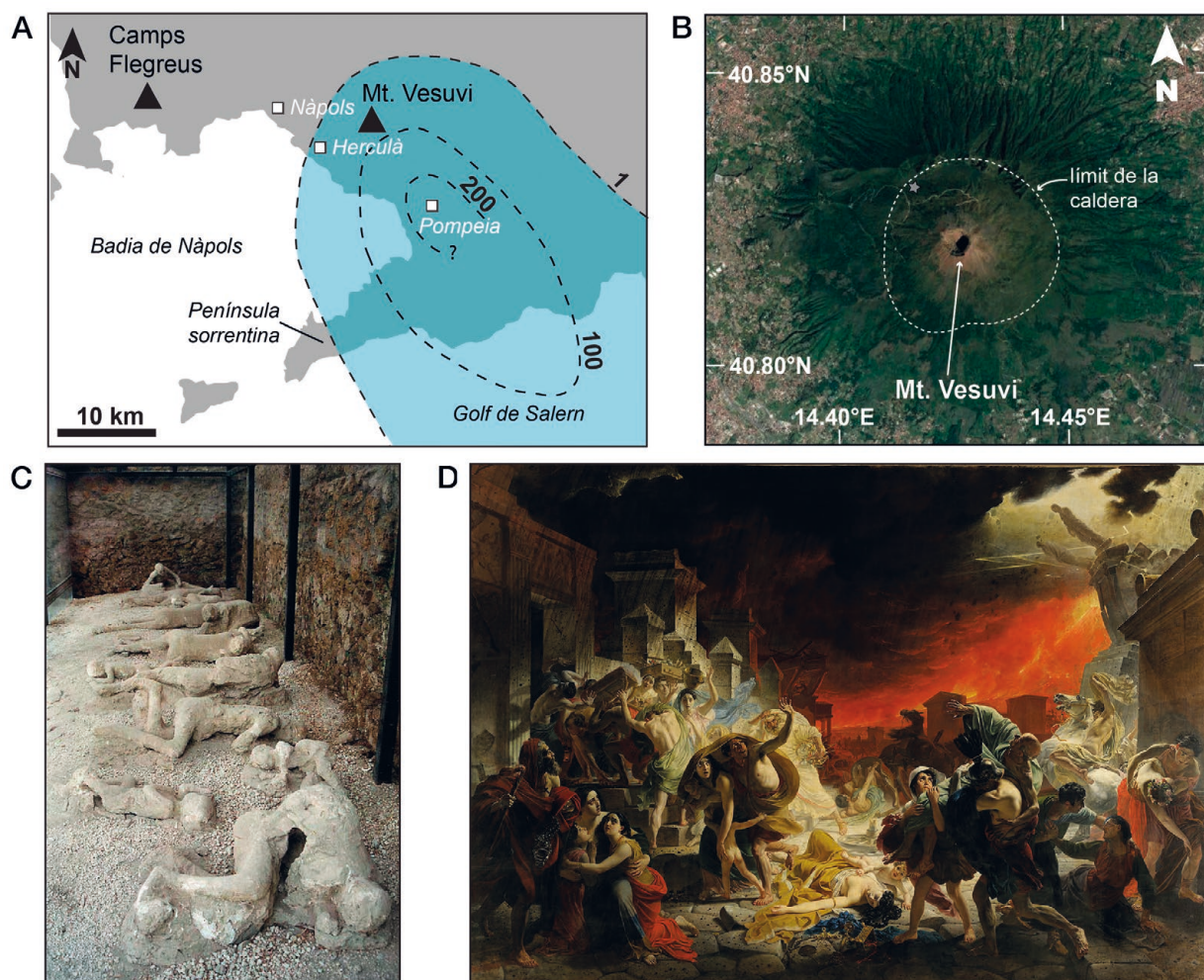
Sigui com sigui, tenint en compte que els minoics eren una potència marítima i depenien dels vaixells per al seu manteniment, aquesta erupció probablement va representar una adversitat econòmica significativa. L'erupció de Thera va poder tenir un gran impacte negatiu en el comerç marítim de la civilització minoica en destruir-se ports, vaixells i assentaments costaners. Això hauria provocat una crisi, fent-la vulnerable a la conquesta

dels micènics, una civilització militar (Zeilinga de Boer i Sanders, 2004). L'erupció de Thera és un dels primers exemples clars de desastre natural amb efectes socioeconòmics tant a curt (p. ex., destrucció d'infraestructura) com a llarg termini (p. ex., canvis en les xarxes comercials).

#### *Vesuvi (79 d. C., Itàlia)*

L'erupció del Vesuvi (Itàlia) (fig. 7A) l'any 79 dC ha estat classificada com un dels esdeveniments volcànics més catastròfics de la història escrita d'Europa. Va començar amb una fase pliniana associada a l'emissió de piroclastos, l'emplaçament de corrents de densitat piroclàstica i a una columna eruptiva que va oscil·lar entre els 14 i 32 km d'altura. A aquesta fase la va seguir una de caràcter freatomagmàtica (el magma interacciona amb aigua subterrània de manera explosiva), que va coincidir amb l'inici d'un col·lapse de la caldera. Com a resultat, es va generar una depressió de gairebé 3,5 km de diàmetre i alguns





**Figura 7.** **A**, mapa de localització del Mont Vesuvi (Itàlia). S'inclou un mapa simplificat d'isòpaques (en cm) de la capa de material generat per la caiguda de cendres de l'erupció de l'any 79 dC (Carei i Sigurdsson, 1987). **B**, imatge del complex volcànic de Somma-Vesuvius amb la traça del límit de la caldera generada durant l'erupció de l'any 79 dC segons Boga *et al.* (2017). Font: Imatge Google Earth: Landsat / Copernicus. **C**, motlles dels cadàvers de víctimes humanes de l'erupció del Vesuvi de l'any 79 dC trobats en l'anomenat Jardí dels Fugitius a Pompeia. Autor: Lancelvortex. **D**, Reproducció del quadre: «L'últim dia de Pompeia» (1827-1833) de Karl Brylllov.

centenars de metres de profunditat (fig. 7B). Els perills volcànics van ser principalment caiguda de cendra, l'acumulació de la qual va formar dipòsits de fins a 2,8 m de gruix a Pompeia —a 10 km de distància— (fig. 7A) (Carei i Sigurdsson, 1987) i nombrosos corrents de densitat piroclàstica que van descendir des del cràter (Luongo *et al.*, 2003a).

Avui dia, es desconeix encara el nombre exacte de víctimes mortals relacionades amb l'erupció del Vesuvi del 79 dC. Les restes trobades en els jaciments arqueològics de Pompeia, Herculà i Stabia (a menys de 35 km de distància del Vesuvi) (fig. 7C) estimen al voltant de 1.500 morts; no obstant això, encara està en discussió si aquest nombre és realista o simplement un valor mínim. Les causes principals de les morts van ser el col·lapse de sostres i parets d'edificis a causa de l'acumulació de cendres i lapil·li, la destrucció o incinera-

ció per l'impacte directe dels corrents de densitat piroclàstica, asfíxia per cendres i la intoxicació per gasos volcànics (Luongo *et al.*, 2003b).

A causa d'aquesta erupció catastròfica, les ciutats de Pompeia i Herculà, van quedar sepultades, i no va ser fins els segles XVI i XVII, que després de ser descobertes es van començar a excavar, convertint-se en un dels jaciments arqueològics més importants del món. En el cas de Pompeia, segles de treballs arqueològics —les primeres excavacions es van iniciar el 1748— (Maiuri, 1958), han fet aflorar gran part de la ciutat, declarada patrimoni de la Humanitat per la Unesco el 1997, que representa una herència vulcanològica i fita de la vulcanologia moderna (Scandone *et al.*, 2019; Giacomelli *et al.*, 2021).

Encara que Pompeia i Herculà són les dues ciutats més conegudes i les que han tingut més presència en la història escrita i influència en



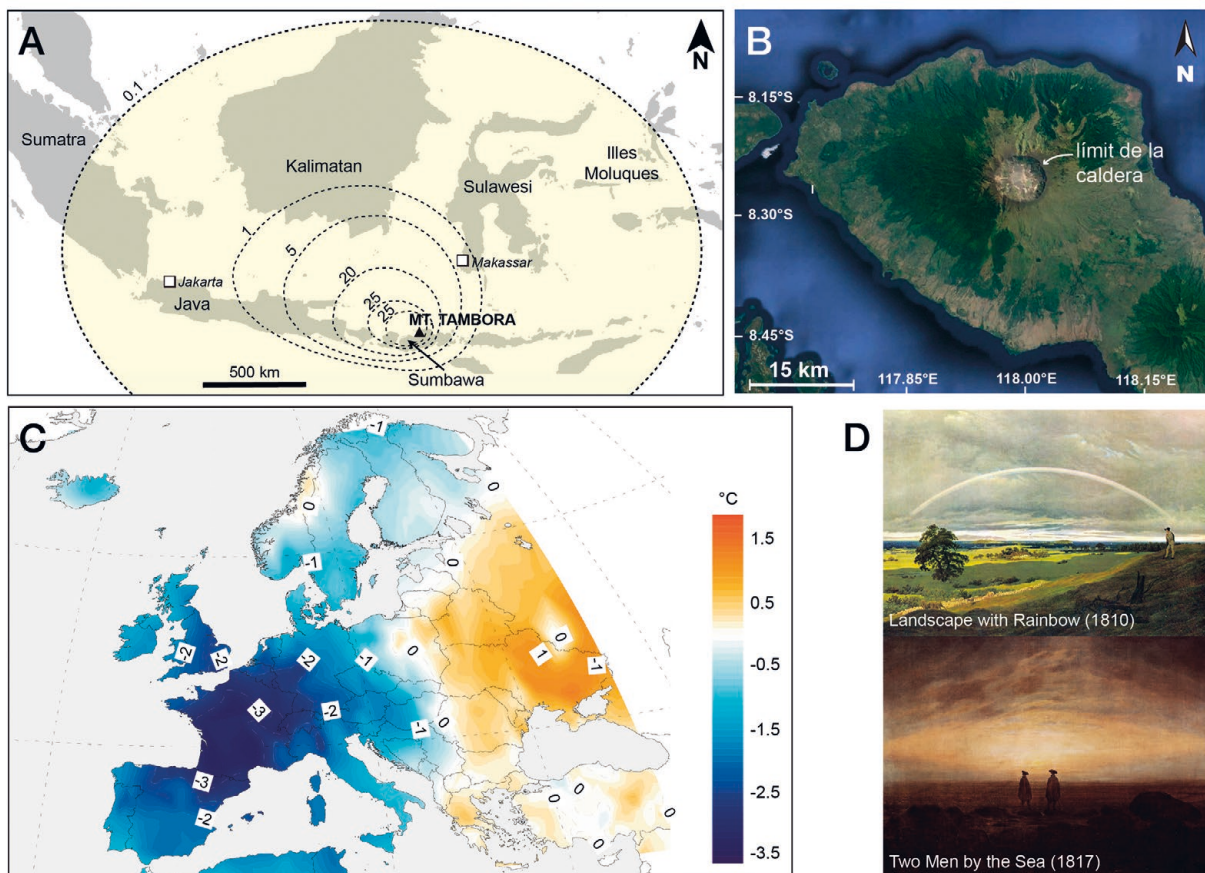
l'art i la literatura (fig. 7D), els perills volcànics relacionats amb aquesta erupció van afectar també llocs molt més distals. Els corrents de densitat piroclàstica van arribar fins a la península sorrentina i fins a la ciutat de Nàpols, on a la Piazza Municipio —a més de 15 km del centre emissor— s'han trobat dipòsits de diversos decímetres de gruix. D'altra banda, la cendra volcànica es va dispersar cap al sud-est cobrint la península sorrentina al golf de Salerno i generant dipòsits de material volcànic des d'un decímetre fins a un metre de gruix (fig. 7A). També s'han trobat restes de cendres en els testimonis de sediments marins extrets a l'oest de Calàbria, i a les badies de Policastro i Taranto. Tal com s'ha descrit en erupcions recents (p. ex., Mont Sinabung, 2014), aquests valors de gruix de cendra volcànica haurien estat suficients per a destruir cultius en aquestes zones, generar afectacions respiratòries i fins i tot contaminar fonts d'aigua potable. Això, no només hauria tingut efectes a curt termini per als éssers vius, també hauria desencadenat efectes negatius a

llarg termini a causa de les pèrdues de collites, falta d'alimentació i malalties com va succeir en l'erupció de Tambora (Sumbawa, Indonèsia) de 1815 (Luterbacher i Pfister, 2015).

#### Tambora (1815, Indonèsia)

L'erupció del Tambora (Sumbawa, Indonèsia) (fig. 8A), durant la qual es van emetre entre 30 i 55 km<sup>3</sup> de magma, és el major fenomen volcànic conegut des que es té registre escrit. També és, probablement, el millor exemple per a il·lustrar com una erupció pot tenir un impacte de rellevància en la història de la humanitat i efectes devastadors a escala global.

Després de 3 anys d'activitat menor, incloent-hi tremolors volcànics i petites columnes de cendra, l'erupció es va iniciar la nit del 5 d'abril de 1815. Nombroses explosions van continuar de manera intermitent fins a la nit del 10 d'abril, quan es va arribar al clímax de l'erupció. Llavors va començar una fase pliniana d'alta intensitat amb una altura màxima de columna d'uns 43 km (Self et



**Figura 8.** **A**, mapa de localització del volcà Tambora amb la distribució de les isòpaques (en cm) del mantell de cendres dipositat durant l'erupció de 1815 (segons Gertisser *et al.*, 2012; Kandlbauer i Sparks, 2014). **B**, imatge satèl·lit del volcà Tambora. Font: Google Earth - Landsat / Copernicus. **C**, anomalies de temperatura durant l'estiu de 1816 respecte a la climatologia de 1971-2000. Font: ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/historical/europe-seasonal-files (Luterbacher *et al.*, 2004). **D**, Quadres de Caspar David Friedrich abans i després de l'erupció en els quals es pot apreciar l'efecte de les cendres en l'atmosfera donant lloc als denominats «capvespres volcànics».

al., 1984). Poc després, aquesta columna va col·lapsar, generant corrents de densitat piroclàstica que van recórrer fins a 20 km de distància, destruint al seu pas la ciutat de Tambora —situada vessant avall del volcà— i moltes altres poblacions de la península de Sanggar. Possiblement, al final d'aquesta fase és quan es va desencadenar el col·lapse de caldera que va generar una depressió de 7x6 km i de 600-1.100 m de profunditat (fig. 8B) (Gertisser i Self, 2015). El núvol de cendres va viatjar distàncies de fins a 1.800 km (fig. 8A) (Kandlbauer i Sparks, 2014) i, durant les primeres hores, el so de l'erupció es va sentir a Makassar (Sulawesi, 380 km de distància), Jakarta (abans Batàvia, 1.260 km de distància) i a les Illes Moluques (1.400 km de distància) (fig. 8A). L'última fase de l'erupció va estar associada a un tsunami de grandària moderada (fins a 4 m en els llocs més pròxims) que va colpejar les zones costaneres de diverses illes de l'arxipèlag indonesi.

L'erupció del Tambora de 1815 va tenir un gran impacte a totes les escales. Els corrents de densitat piroclàstica van deixar sepultada tota una civilització que habitava a l'illa de Sumbawa, i les restes de la qual es van trobar gairebé dos segles més tard durant unes excavacions arqueològiques. A escala regional, les cendres emeses van generar dipòsits amb potències màximes compreses entre els 100 cm (a menys de 100 km de distància del volcà) i 5 cm (entre 100 i 500 km de distància) (fig. 8A). Aquestes cendres van cobrir i van asfixiar camps de cultiu, plantacions i van contaminar les fonts d'aigua dolça, desencadenant una etapa de fam i malalties a la regió. De les cendres emeses, la fracció més fina va romandre a l'atmosfera durant mesos i fins i tot alguns anys. Es van estendre per tot el planeta, provocant canvis cromàtics en el cel durant el capvespre, produint llargues i acolorides postes de sol a Europa, immortalitzades per diversos pintors de l'època (fig. 8D) (Zerefos *et al.*, 2007). Aquest fenomen, conegut com a «capvespre volcànic», es caracteritza pel canvi de color del cel crepuscular de taronja-vermell prop de l'horitzó, a porpra o rosa en el zenit.

Encara que el contingut de sofre del magma de l'erupció del Tambora de 1815 fos relativament moderat, la gran quantitat de magma emès va conduir a l'alliberament a l'estratosfera d'un volum de sofre important (Self *et al.*, 2004). Els efectes atmosfèrics i climàtics associats es van patir a tot el planeta amb una disminució de la temperatura global mitjana d'aproximadament 1°C i condicions climàtiques extremes durant el 1816, conegut com l'«Any sense estiu» (Luterbacher *et al.*, 2004; Gertisser i Self, 2015). Això va desencadenar, especialment als països de l'hemisferi nord, tempestes anormalment grans i fortes pluges que van provocar el desbordament de grans rius (p. ex., Rin, Alemanya). A més a més, com a conseqüència directa d'aquestes condicions climàtiques, els cultius no van pràcticament madu-

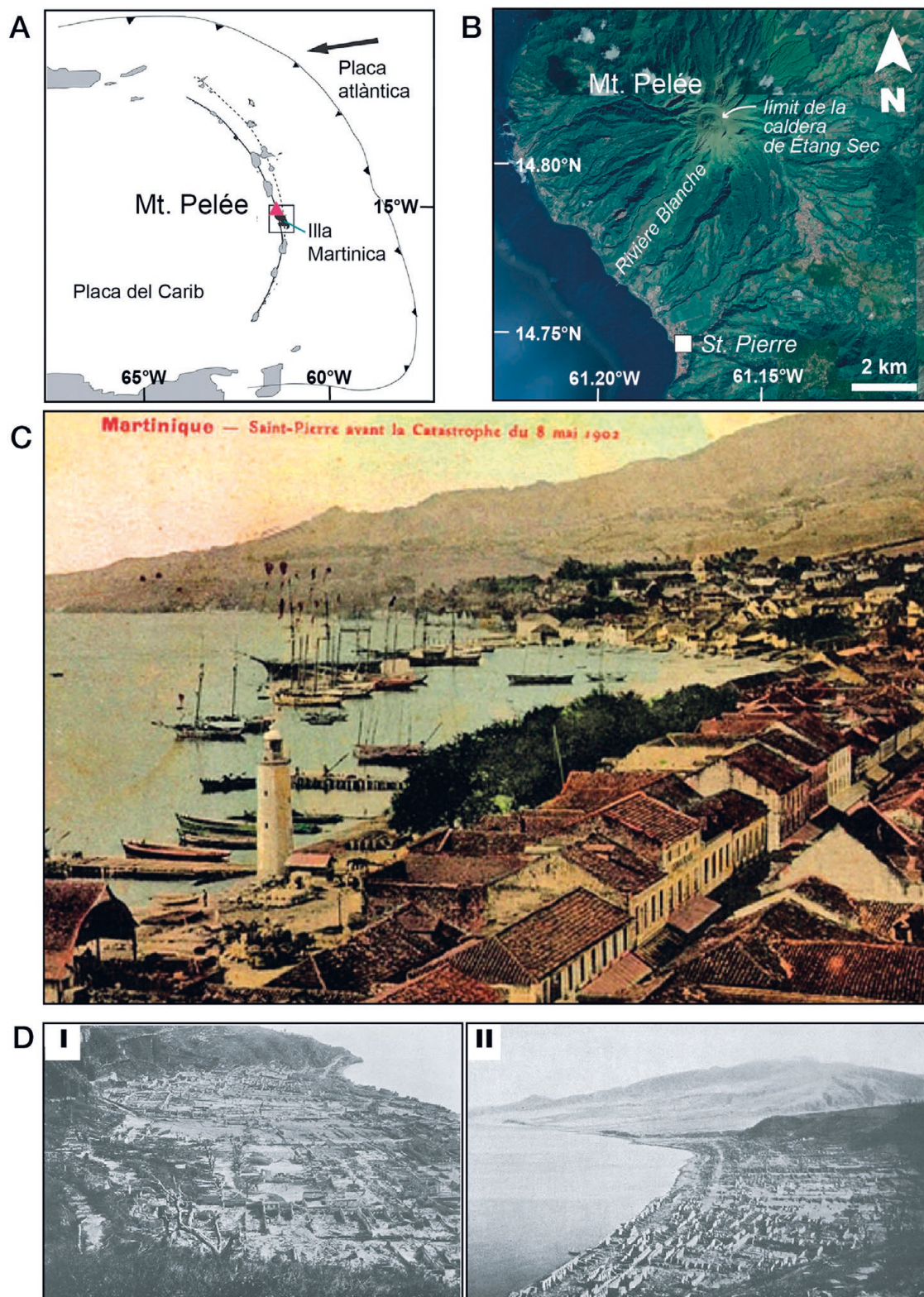
rar de manera que es van produir collites deficitents a Amèrica del Nord, la Xina, Canadà i moltes parts d'Europa, i indirectament un fort augment dels preus dels aliments. Tot això va afectar una societat en condicions delicades, molt perjudicada per les guerres napoleòniques i amb una situació de fam severa ja implantada, cosa que va portar a tensions socials i polítiques a Europa (Oppenheimer, 2015). Tot això, combinat amb les baixes temperatures, va desencadenar, durant els anys següents, diversos brots epidèmics com el de tifus a Irlanda (1817-1819).

És difícil avaluar el nombre exacte de morts com a conseqüència —directa o indirecta— de l'erupció del Tambora de 1815; l'esdeveniment volcànic al qual se li atribueix el major nombre de víctimes mortals. A Sumbawa, com a mínim unes 10.000 persones van morir per l'impacte directe dels corrents de densitat piroclàstica i la caiguda de cendra. A més a més, es calcula que en els mesos següents a l'erupció, més de 50.000 habitants de Sumbawa i les illes veïnes podrien haver mort de fam i malalties epidèmiques. S'estima que unes 800.000 persones es van infectar durant l'epidèmia de tifus a Irlanda, de les quals més de 44.000 van agonitzar a causa dels estralls conjunts de la fam, la disenteria i la febre vinculats a la mala collita de 1816. Les xifres anteriors són probablement un valor molt conservador, considerant que, entre 1816 i 1817, la mortalitat va augmentar un 4% a França, un 6% a Prússia i més del 20% a Suïssa i Toscana, on molts van morir de fam (Oppenheimer, 2015).

#### *Monte Pelée (1902, illa Martinica)*

L'erupció de Mont Pelée (Illa Martinica), ocorreguda el maig de 1902, es considera la més mortífera del segle xx. Segons diversos autors, els precursors de l'erupció van començar el 1889, quan es van observar per primera vegada fumaroles a l'antiga caldera de l'Étang Sec. Aquesta activitat fumaròlica es va anar intensificant lentament fins que, del 23 al 25 d'abril de 1902, es van produir explosions freàtiques a l'interior de la caldera, és a dir, el magma va escalfar l'aigua del subsòl, evaporant-la molt ràpidament i causant una explosió. El 6 de maig, l'activitat magmàtica va començar amb l'inici d'una explosió marcada per l'aparició d'una ploma eruptiva de gran altura, i el creixement d'un dom de lava que es va fer visible a partir del 7 de maig (Chrétien i Brousse, 1989). L'endemà, aquest dom de lava recentment format va explotar generant un corrent de densitat piroclàstica enorme que va discórrer en direcció sud-oest confinada a la vall del Rivière Blanche. Simultàniament, el núvol de cendres associat es va expandir radialment arribant, i destruint parcialment, la ciutat de Saint Pierre situada a 8 km de distància. A aquest corrent de densitat piroclàstica el van seguir d'altres de característiques similars els dies 20, 26 de maig, 6 de juny, 9 de juliol i 30 d'agost





**Figura 9.** **A**, localització de l'illa Martinica a la part central de les Antilles Menors. La línia discontinua al nord de Martinica representa el front d'arc d'illes Oligocè i la línia gruixuda l'arc Plio-Plistocè. El volcà Pelée, localitzat a la part nord de l'illa, s'indica amb un triangle vermell. **B**, imatge satèl·lit de la part nord de l'illa Martinica on es pot observar el Mont Pelée i la situació de la ciutat de Saint Pierre. **C**, postal de Saint Pierre abans de l'erupció de 1902 on es reflecteix l'activitat comercial, i l'auge socioeconòmic de la ciutat. **D**, fotografies de Saint Pierre preses a l'agost de 1902 per Lacroix (1904) després de l'erupció de 1902; es pot apreciar la destrucció, pràcticament total, de la ciutat.

de 1902; la segona d'elles, va destruir la ciutat de Saint Pierre íntegrament. L'erupció va continuar fins a setembre de 1903 amb la formació de doms de lava i la generació de petits corrents de densitat piroclàstica, tots majoritàriament continguts dins del Rivière Blanche (Lacroix, 1904). Avui en dia, malgrat els nombrosos estudis sobre els diferents dipòsits de materials volcànics associats a aquesta erupció, el volum total de magma emès és encara una incògnita. Treballs recents estimen un volum de  $\sim 30 \times 10^6$  m<sup>3</sup> pel corrent de densitat piroclàstica emesa el 8 de maig (Gueugneau *et al.*, 2020), que va proporcionar un valor mínim de tot el material volcànic dipositat durant l'erupció.

Lamentablement, l'erupció de 1902 del Mont Pelée es considera un dels exemples de nefasta gestió d'una crisi volcànica. Malgrat els senyals precursors i activitat prèvia, no es va ordenar — per raons polítiques— l'evacuació de la ciutat, i els corrents de densitat piroclàstica del 8 i 20 de maig de 1902 van ser responsables de, com a mínim, 29.000 morts (Lacroix, 1904). Els efectes socioeconòmics d'aquesta erupció van ser devastadors també a llarg termini. Abans de la catàstrofe, la ciutat de Saint Pierre es considerava el centre neuràlgic del comerç i les activitats socioculturals del Carib (fig. 9C). Aquells dies, aquesta ciutat, denominada el «París de les Antilles», comptava amb una població d'uns 26.000 habitants (fig. 9D); tot i que amb els anys es va poder recuperar part de l'activitat socioeconòmica, més d'un segle després no ha aconseguit encara arribar als 5.000 habitants.

#### *Tajogaite (2021, La Palma, Illes Canàries)*

La Palma és l'illa de l'arxipèlag canari que ha registrat una major intensitat d'activitat volcànica en temps històrics, amb un total de 7 erupcions en els últims 500 anys. Després de 50 anys de quietud —l'erupció del Teneguía va ocórrer entre setembre i novembre de 1971—, el 19 de setembre de 2021 es va iniciar una erupció volcànica a la Dorsal de Cumbre Vieja (fig. 10). Amb una durada de 85 dies —va finalitzar el 13 de desembre de 2021—, l'erupció de Tajogaite es considera la tercera més llarga de totes les registrades a les illes Canàries en el període històric; sent la primera Timanfaya (Lanzarote) (1730-1736), i la segona la corresponent al volcà submarí de Tagoro (El Hierro) (del 10 d'octubre de 2011 al 5 de març de 2012).

Els senyals precursors que van precedir aquesta erupció es remunten fins a octubre de 2017, quan es van registrar 128 terratrèmols en 8 dies. Uns mesos més tard, al febrer de 2018, van succeir 84 esdeveniments sísmics de magnituds entre 1 i 2, amb hipocentres localitzats entre 15 i 30 km de profunditat (Torres-González *et al.*, 2020). Entre 2018 i setembre de 2021, la xarxa de vigilància de l'Institut Geogràfic Nacional (IGN) va registrar nombrosos eixams sísmics, que anun-

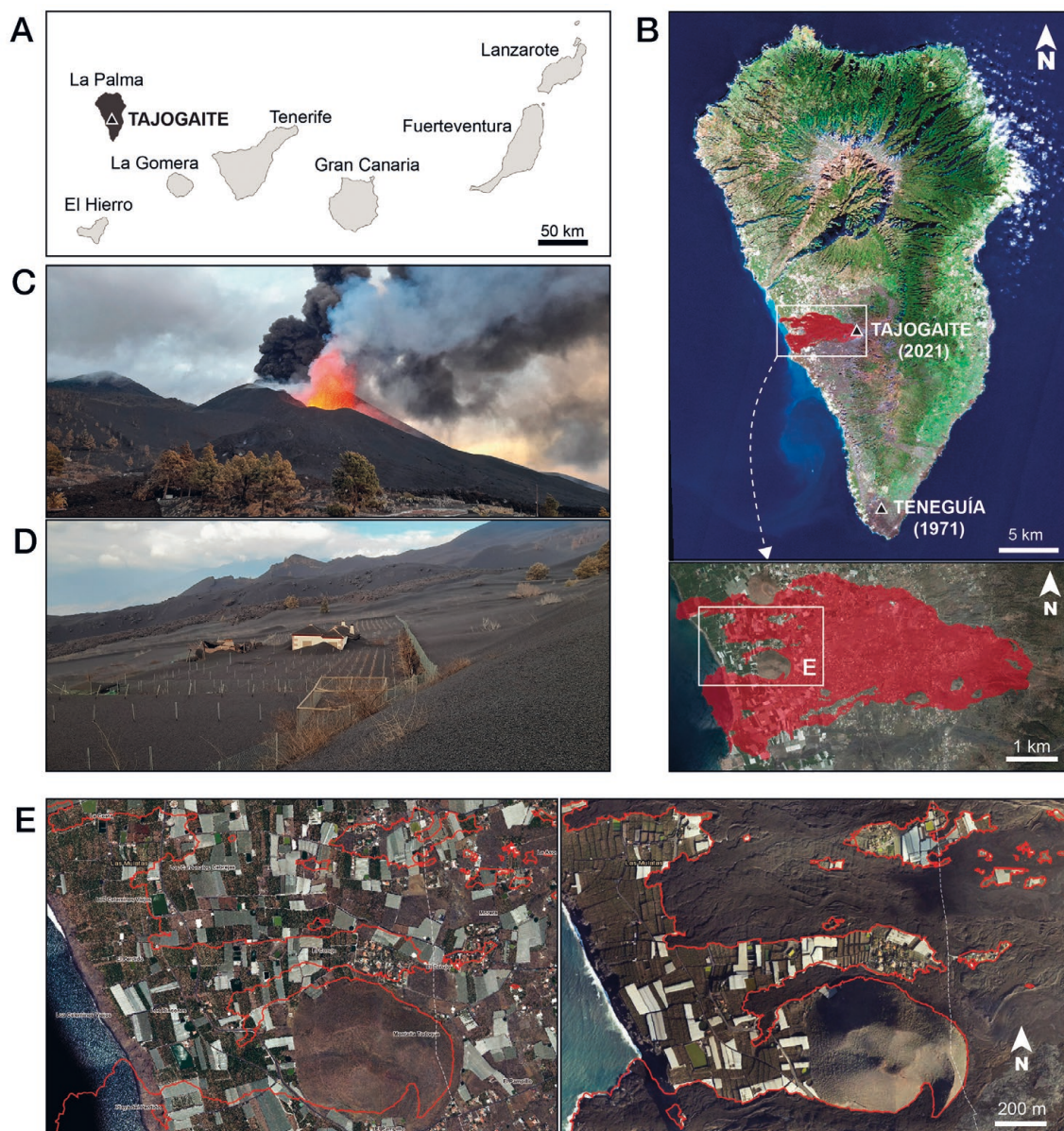
ciaven l'acumulació de magma en el mantell terrestre sota l'illa. Finalment, al setembre de 2021, l'augment d'activitat sísmica, la localització dels hipocentres a menor profunditat (fins a arribar als dos quilòmetres de la superfície), la notòria deformació del terreny (més de 30 cm el mateix dia 19), i l'alta concentració de gasos d'origen magmàtic, com l'He, registrats des de l'11 de setembre, van ser els principals senyals que apuntaven a una erupció imminent.

L'erupció va començar a la zona de Cabeza de Vaca (municipi de El Paso) amb l'obertura d'una fissura de gairebé 1 km de longitud orientada NO-SE. D'aquesta fissura eruptiva van sorgir diversos centres emissors d'activitat variable (a partir de la separació dels gasos magmàtics) al llarg de tota l'erupció (fig. 10B). Es van observar fases estrombolianes que van expulsar gran quantitat de piroclastos, activitat hawaiana caracteritzada per l'emissió de laves, i boques amb emissió polsant de gasos, però sense acompanyament de magma (fig. 10C) (Romero *et al.*, 2022). També es van registrar polsos freatomagmàtics — que van originar un augment en l'explosivitat—, així com breus interrupcions temporals de l'activitat volcànica. La variació en la intensitat de l'activitat explosiva va repercutir en l'altura de la columna eruptiva, que tenia un valor característic de 3.500 m sobre el nivell de la mar (s.n.m.) però va arribar als 8.500 m s.n.m el dia 13 de desembre. Durant l'erupció, es van dipositar més de  $200 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de material volcànic, considerant l'acumulat en els centres d'emissió (l'edifici volcànic resultant té 187 m d'altura, un eix major de 770 m i un menor de 600 m), l'emès en forma de colades de lava i el dispersat en forma de cendres i lapil·li (fig. 10D) (Cívico *et al.*, 2022).

A l'illa, l'impacte d'aquesta erupció ha estat notòriament negatiu. La superfície final coberta per les laves s'estima en unes 1.200 hectàrees (ha), amb un recorregut subaeri superior a 6,5 km i submarí de més d'1 km. A més a més, les arribades successives de la lava al mar van construir dos deltes de lava amb una superfície total guanyada al mar d'un 50 ha. El desplaçament del plomall de gasos i cendres fines, afavorit per l'acció dels vents, va causar diversos tancaments intermitents en els aeroports canaris, sent el més afectat el de La Palma, que va superar el mig miler d'operacions cancel·lades. Després de l'erupció, el procés de desgasificació ha continuat actiu diversos mesos, amb emanacions de SO<sub>2</sub> en els centres eruptius a causa de la solidificació del magma superficial en els seus conductes. D'altra banda, també hi ha emanacions de CO<sub>2</sub> en l'àrea pròxima al delta sud, que van començar a les setmanes finals del procés eruptiu.

En el cas de Tajogaite, l'activació primerenca del Pla d'Emergències Volcàniques de Canàries (PEVOLCA) va mitigar els efectes de l'erupció sobre les persones, tot i que les pèrdues materials han estat quantioses. Més de 7.000 perso-

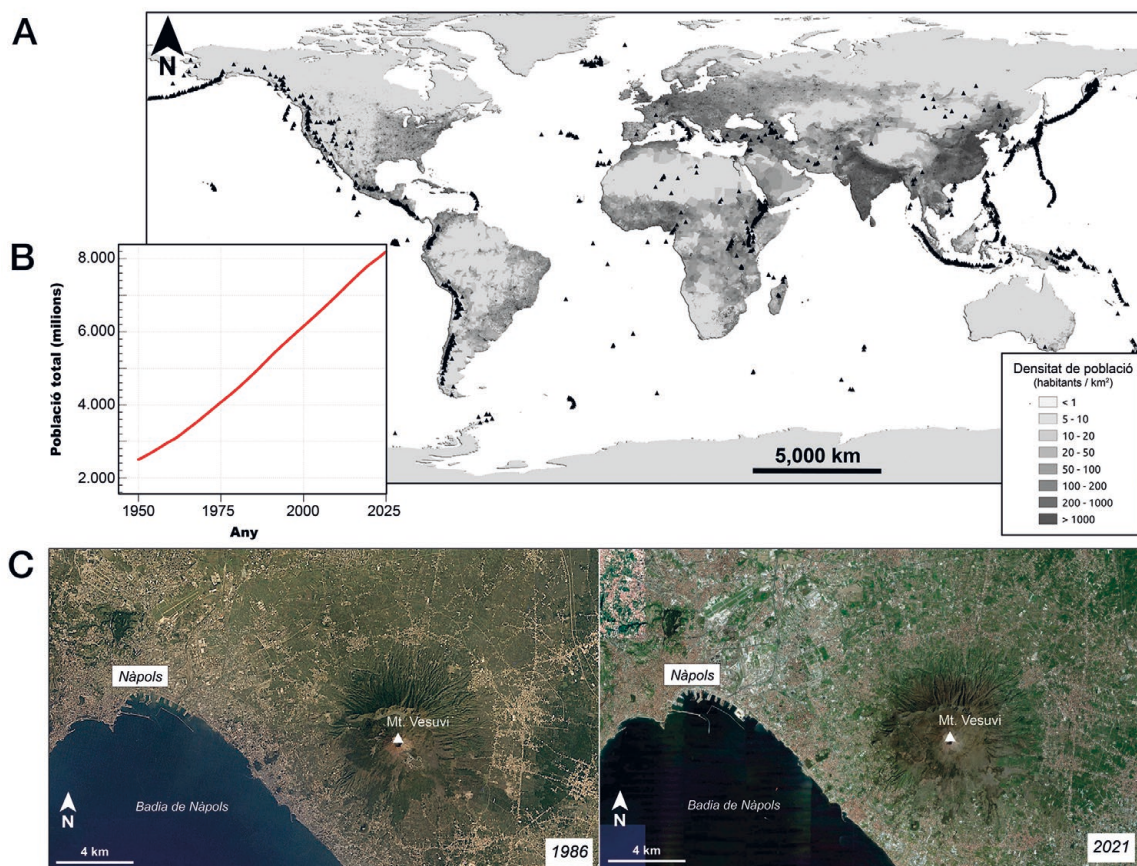




**Figura 10.** **A**, localització de l'illa de La Palma i de l'erupció de Tajogaite en el context de l'arxipèlag canari. **B**, localització del focus eruptiu de Tajogaite i estimació de l'extensió dels dipòsits de colades de lava a data del 17 de desembre de 2021. Font: Instituto Geográfico Nacional (IGN). **C**, imatge de l'erupció de Tajogaite el dia 28/10/2021 on s'observa la font de lava, l'emissió de cendres i de gasos volcànics. **D**, fotografia d'una residència i camps de cultiu en el municipi de El Paso (zona San Nicolás) enterrats sota la capa de cendres generada durant l'erupció. **E**, mapa comparatiu d'abans i després de l'erupció que permet apreciar l'àrea ocupada pels dipòsits volcànics. Imatge general de la zona afectada per l'erupció, captada mitjançant vol de DRON realitzat per TICOM Soluciones S.L. Font: Portal de Risc Volcànic Cabildo de La Palma, <https://riesgovolcanico-lapalma.hub.arcgis.com>.

nes van ser evacuades dels municipis afectats —principalment, Los Llanos de Aridane, El Paso i Tazacorte—, i s'estimen pèrdues econòmiques que sobrepassen els 842 milions d'euros. Aquesta erupció ens deixa la pèrdua d'una vida humana, la destrucció de 2.988 edificacions, i uns 74 km de carreteres i 1.219 hectàrees de terra (370 de cultiu) sepultades sota la lava (fig. 10E) (Comissió mixta per a la reconstrucció, recuperació i suport a l'illa de La Palma, 2022). Una vegada

finalitzada l'erupció, l'ajuda econòmica governamental (361 milions d'euros procedents de fons estatals, 35 milions d'euros del pressupost canari i 8,1 milions del Cabildo de La Palma) i provinent de donacions privades, ha estat clau per a pal·liar els efectes més immediats de l'emergència i començar a reconstruir i rehabilitar les zones afectades, però encara queda un llarg camí perquè la població de La Palma pugui recuperar el seu dia a dia.



**Figura 11. A**, mapa de densitat de població en el qual també s’hi indiquen amb un triangle negre els volcans actius de la Terra. Font: Worlds in Maps, <https://worldinmaps.com>. **B**, gràfic d’evolució de la població del món des de 1950 fins avui. Font: World Population Prospects 2022; <http://population.un.org/wpp/>. **C**, comparació d’imatges satèl·lit de la ciutat de Nàpols entre 1986 (esquerra) i 2021 (dreta). Es pot observar clarament, com tota la zona a menys de 10 km del cràter del Vesuvi cada vegada es troba més edificada. Font: Google Earth - Landsat/Copernicus.

### Aprenent a conviure amb els volcans..., i altres perills naturals

Les zones volcàniques han ofert a l’ésser humà molts beneficis al llarg de la història, incentivant l’establiment de nombrosos assentaments que s’han convertit, amb el temps, en grans ciutats o zones densament poblades (p. ex., Nàpols (Itàlia) o Ciutat de Mèxic (Mèxic)). Durant les crisis volcàniques, la balança risc-benefici sol desequilibrar-se —el risc incrementa de manera notòria— i se sol reobrir el debat sobre la conveniència de viure en zones altament exposades a l’ocurrència de processos naturals que fàcilment poden desembocar en desastre. En aquest sentit, l’Oficina de les Nacions Unides per a la Reducció de Risc de Desastres (UNDRR per les seves sigles en anglès, <https://www.undrr.org>) persegueix que s’impregni en la societat el missatge que, en la majoria dels casos, els perills naturals desemboquen en desastres a causa de les decisions que pren (o ha pres en el passat) l’ésser humà. Així, la UNDRR considera que els desastres resulten de la combinació de factors tant naturals (com ara la tipologia i magnitud del procés natural implicat) com no na-

turals. Dit això, és possible impedir que un perill natural desemboqui en un desastre o, en última instància, reduir el risc a un nivell acceptable?

Per a poder avaluar el risc, es tenen en compte, no sols la gravetat i freqüència del perill, també el nombre de persones i actius exposats, així com la seva vulnerabilitat al mal. Els perills es caracteritzen per la seva magnitud o intensitat, la velocitat d’aparició, la seva durada, l’àrea que cobreixen, etc. D’altra banda, l’exposició avalua la situació en què es troben les persones, infraestructures, habitatges, capacitats de producció i altres actius humans tangibles situats en les zones amenaçades. L’exposició augmenta amb fenòmens com el creixement de la població, la migració, la urbanització i el desenvolupament econòmic. Així, l’extensa urbanització i la notòria expansió demogràfica de les últimes dècades —compareu els 2.500 milions de població mundial a l’any 1950 amb els prop de 7.980 que hi ha actualment (fig. 11A i B)—, ha augmentat l’exposició de la nostra societat als perills naturals. Concretament, en el cas de les erupcions volcàniques, ciutats com Nàpols (Itàlia), a peu del Vesuvi, ha incrementat la seva població en 140% en els últims 70 anys (d’1.5 a 2.18 milions), alhora que ha aug-



mentat el nombre d'infraestructures exposades a una potencial erupció (fig. 11C). Finalment, la vulnerabilitat està condicionada per factors físics (p. ex., disseny i construccions deficientes d'edificis), socials (p. ex., pobresa i desigualtat, exclusió social), econòmics (p. ex., dependència d'indústries individuals), i ambientals (p. ex., ús abusiu dels recursos) que augmenten la susceptibilitat d'una persona, una comunitat, els béns o els sistemes a l'efecte dels perills. S'ha de tenir en compte que és possible estar exposat i, al mateix temps, no ser susceptible als perills naturals. En molts casos, la vulnerabilitat pot estar fins i tot determinada per processos històrics (vegeu l'exemple de l'erupció del Tambora de 1815), polítics, culturals i institucionals.

Encara que en moltes ocasions els impactes adversos dels perills naturals no es poden evitar del tot, sí que es pot treballar per reduir substancialment la seva gravetat mitjançant diverses estratègies i accions. Això s'aconsegueix a través de mesures que permeten reduir l'exposició o la vulnerabilitat com ara: (i) tècniques d'enginyeria i construcció resistents a perills; (ii) promoció de diversitat econòmica; (iii) millors polítiques ambientals i socials; (iv) un augment del coneixement, la consciència i sensibilització pública; (v) plans d'emergència i evacuació. Tot això incrementa el coneixement i les capacitats dels governs, les organitzacions professionals de resposta i recuperació, les comunitats i els individus, a anticipar-se, respondre i recuperar-se de manera més efectiva dels impactes de desastres probables, imminents o actuals.

Des del punt de vista del treball científic, es busca comprendre l'origen, desencadenament i evolució d'aquells processos naturals amb potencial per a convertir-se en perills. En les zones sota amenaça, l'objectiu és avaluar i caracteritzar (en termes de tipologia, magnitud/intensitat, freqüència i abast de l'impacte) els perills que les han afectat en el passat (o poden fer-ho en un futur). Es persegueix així poder estimar, en termes estadístics, quan, on i com aquests podrien ocórrer dins de diferents finestres temporals (p. ex., els pròxims 10, 50 o 100 anys). En moltes ocasions, anticipar-se al perill proporciona el temps necessari per a activar les mesures de mitigació i protecció (preneu com a exemple l'evacuació prèvia a l'erupció de Tajogaite). En el cas de les erupcions volcàniques, aquesta anticipació inclou tant l'anàlisi probabilística de l'ocurrència de perills a llarg i curt termini com les indispensables xarxes de vigilància que informen els sistemes d'alerta primerenca.

En resum, en aquelles zones sota amenaça, existeix una persistent necessitat de treballar perquè els perills naturals no desemboquin en desastres, reduint l'exposició i la vulnerabilitat, i augmentant la resiliència de les comunitats que poden veure's afectades en el futur; buscant constantment que, en el delicat equilibri entre els riscos i els beneficis de viure en una zona volcànica, sempre tinguin més pes els beneficis.

## Referències

- Carey, S. i Sigurdsson, H. 1987. Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 303-314.
- Chesner, C.A. 2012. The Toba Caldera Complex. *Quaternary International*, 258(0): 5-18. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.025>.
- Chesner, C.A. i Rose, W.I. 1991. Stratigraphy of the Toba Tuffs and the evolution of the Toba Caldera Complex, Sumatra, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, 53: 343-356.
- Chrétien, S. i Brousse, R. 1989. Events preceding the great eruption of 8 May, 1902 at Mount Pelée, Martinique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38(1): 67-75. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90030-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90030-9).
- Civico, R., Ricci, T., Scarlato, P., Taddeucci, J., Andronico, D., Del Bello, E., D'Auria, L., Hernández, P.A. i Pérez, N.M. 2022. High-resolution Digital Surface Model of the 2021 eruption deposit of Cumbre Vieja volcano, La Palma, Spain. *Scientific Data*, 9(1): 435. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01551-8>.
- Costa, A., Smith, V.C., Macedonio, G. i Matthews, N.E. 2014. The magnitude and impact of the Youngest Toba Tuff super-eruption. *Frontiers in Earth Science*, 2: 16. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00016>.
- Friedrich, W.L., Kromer, B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T. i Talamo, S. 2006. Santorini Eruption Radiocarbon Dated to 1627-1600 B.C. *Science*, 312(5773): 548. <https://doi.org/10.1126/science.1125087>.
- Gathorne-Hardy, F.J. i Harcourt-Smith, W.E.H. 2003. The super-eruption of Toba, did it cause a human bottleneck? *Journal of Human Evolution*, 45(3): 227-230. [https://doi.org/10.1016/S0047-2484\(03\)00105-2](https://doi.org/10.1016/S0047-2484(03)00105-2).
- Gertisser, R. i Self, S. 2015. The great 1815 eruption of Tambora and future risks from large-scale volcanism. *Geology Today*, 31(4): 132-136. <https://doi.org/10.1111/gto.12099>.
- Geyer, A. i Martí, J. 2008. The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(3): 334-354. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.017>.
- Giacomelli, L., Scandone, R. i Rosi, M. 2021. The loss of geological memory of past catastrophes: the case of Pompeii. *Annals of Geophysics*, 64(5): VO547-VO547.
- Gueugneau, V., Kelfoun, K., Charbonnier, S., Germa, A. i Carazzo, G. 2020. Dynamics and Impacts of the May 8th, 1902 Pyroclastic Current at Mount Pelée (Martinique): New Insights From Numerical Modeling. *Frontiers in Earth Science*, 8: 279. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00279>.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B. i Langway, C.C. 1997. 50,000 years of recorded global volcanism. *Climatic Change*, 35(1): 1-15. <https://doi.org/10.1023/A:1005344225434>.
- Johnston, E.N., Sparks, R.S.J., Phillips, J.C. i Carey, S. 2014. Revised estimates for the volume of the Late Bronze Age Minoan eruption, Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society*, 171(4): 583-590. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-113>.
- Kandlbauer, J. i Sparks, R.S.J. 2014. New estimates of the 1815 Tambora eruption volume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286: 93-100. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.020>.
- Lacroix, A. 1904. *La Montagne Pelée et ses Eruptions*. Paris: Masson et Cie, 662 pp.
- Lespez, L., Lescure, S., Saulnier-Copard, S., Glais, A., Berger, J.-F., Lavigne, F., Pearson, C., Virmoux, C., Müller Celka, S. i Pomadère, M. 2021. Discovery of a tsuna-

- mi deposit from the Bronze Age Santorini eruption at Malia (Crete): impact, chronology, extension. *Scientific Reports*, 11(1): 15487.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-94859-1>
- Luongo, G., Perrotta, A. i Scaparti, C. 2003a. Impact of the AD 79 explosive eruption on Pompeii, I. Relations amongst the depositional mechanisms of the pyroclastic products, the framework of the buildings and the associated destructive events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126: 201-223.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00146-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00146-X)
- Luongo, G., Perrotta, A., Scaparti, C., De Carolis, E., Patricelli, G. i Ciarallo, A. 2003b. Impact of the AD 79 explosive eruption on Pompeii, II. Causes of death of the inhabitants inferred by stratigraphic analysis and areal distribution of the human casualties. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126: 169-200.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00147-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00147-1)
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M. i Wanner, H. 2004. European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303(5663): 1499-1503.  
<https://doi.org/10.1126/science.1093877>
- Luterbacher, J. i Pfister, C. 2015. The year without a summer. *Nature Geoscience*, 8(4): 246-248.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo2404>
- Maiuri, A. 1958. Pompeii. *Scientific American*, 198(4): 68-82.
- Marinatos, S. 1939. The volcanic destruction of Minoan Crete. *Antiquity*, 13(52): 425-439.  
<https://doi.org/10.1017/S0003598X00028088>
- Novikova, T., Papadopoulos, G.A. i McCoy, F.W. 2011. Modelling of tsunami generated by the giant Late Bronze Age eruption of Thera, South Aegean Sea, Greece. *Geophysical Journal International*, 186(2): 665-680.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05062.x>
- Oppenheimer, C. 2015. Eruption politics. *Nature Geoscience*, 8(4): 244-245.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo2408>
- Pearson, C., Sigl, M., Burke, A., Davies, S., Kurbatov, A., Severi, M., Cole-Dai, J., Innes, H., Albert, P.G. i Helmick, M. 2022. Geochemical ice-core constraints on the timing and climatic impact of Aniakchak II (1628 BCE) and Thera (Minoan) volcanic eruptions. *PNAS Nexus*, 1(2): pgac048.  
<https://doi.org/10.1093/pnasnexus/pgac048>
- Petraglia, M.D., Ditchfield, P., Jones, S., Korisettar, R. i Pal, J.N. 2012. The Toba volcanic super-eruption, environmental change, and hominin occupation history in India over the last 140,000 years. *Quaternary International*, 258: 119-134.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.042>
- Pfeiffer, T. 2001. Vent development during the Minoan eruption (1640 BC) of Santorini, Greece, as suggested by ballistic blocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106: 229-242.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00273-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00273-0)
- Rampino, M.R. i Self, S. 1982. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact. *Quaternary Research*, 18(2): 127-143.  
[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(82\)90065-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(82)90065-5)
- Rampino, M.R. i Self, S. 1992. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, 359(6390): 50-52.  
<http://dx.doi.org/10.1038/359050a0>
- Romero, J.E., Burton, M., Cáceres, F., Taddeucci, J., Civico, R., Ricci, T., Pankhurst, M.J., Hernández, P.A., Bonadonna, C., Llewellyn, E.W., Pistolesi, M., Polacci, M., Solana, C., D'Auria, L., Arzilli, F., Andronico, D., Rodríguez, F., Asensio-Ramos, M., Martín-Lorenzo, A., Hayer, C., Scarlato, P. i Perez, N.M. 2022. The initial phase of the 2021 Cumbre Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 431: 107642.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107642>
- Rose, W.I. i Chesner, C.A. 1990. Worldwide dispersal of ash and gases from earth's largest known eruption: Toba, Sumatra, 75 ka. *Global and Planetary Change*, 3(3): 269-275.  
[https://doi.org/10.1016/0921-8181\(90\)90023-6](https://doi.org/10.1016/0921-8181(90)90023-6)
- Scandone, R., Giacomelli, L. i Rosi, M. 2019. Death, Survival and Damage during the 79 AD Eruption of Vesuvius which destroyed Pompeii and Herculaneum. *Journal of Research and Didactics in Geography*, 2: 5-30.
- Self, S., Gertisser, R., Thordarson, T., Rampino, M.R. i Wolff, J.A. 2004. Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora. *Geophysical Research Letters*, 31: L20608.  
<https://doi.org/10.1029/2004GL020925>
- Self, S., Rampino, M.R., Newton, M.S. & i Wolf, J.A. 1984. Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, 12: 659-663.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<659:VSO TGT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<659:VSO TGT>2.0.CO;2)
- Taddeucci, J. i Wohletz, K.H. 2001. Temporal evolution of the Minoan eruption (Santorini, Greece), as recorded by its Plinian fall deposit and interlayered ashflow beds. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109: 299-317.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00197-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00197-4)
- Timmreck, C., Graf, H.-F., Lorenz, S.J., Niemeier, U., Zanchettin, D., Matei, D., Jungclaus, J.H. i Crowley, T.J. 2010. Aerosol size confines climate response to volcanic super-eruptions. *Geophysical Research Letters*, 37: L24705.  
<https://doi.org/10.1029/2010GL045464>
- Timmreck, C., Graf, H.-F., Zanchettin, D., Hagemann, S., Kleinen, T. i Krüger, K. 2012. Climate response to the Toba super-eruption: Regional changes. *Quaternary International*, 258: 30-44.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.10.008>
- Torres-González, P.A., Luengo-Oroz, N., Lamolda, H., D'Alessandro, W., Albert, H., Iribarren, I., Moure-García, D. i Soler, V. 2020. Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392: 106757.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106757>
- Tsonis, A.A., Swanson, K.L., Sugihara, G. i Tsonis, P.A. 2010. Climate change and the demise of Minoan civilization. *Climate of the Past*, 6(4): 525-530.  
<https://doi.org/10.5194/cp-6-525-2010>
- Williams, M.A.J., Ambrose, S.H., van der Kaars, S., Ruedemann, C., Chattopadhyaya, U., Pal, J. i Chauhan, P.R. 2009. Environmental impact of the 73 ka Toba super-eruption in South Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284(3-4): 295-314.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.10.009>
- Woods, A.W. i Wohletz, K. 1991. Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature*, 350: 225-227.  
<https://doi.org/10.1038/350225a0>
- Zeilinga de Boer, J. i Sanders, D.T. 2004. *Volcanoes in Human History: The Far-Reaching Effects of Major Eruptions*. Princeton University Press.
- Zerefos, C.S., Gerogiannis, V.T., Balis, D., Zerefos, S.C. i Kazantzidis, A. 2007. Atmospheric effects of volcanic eruptions as seen by famous artists and depicted in their paintings. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(15): 4027-4042.  
<https://doi.org/10.5194/acp-7-4027-2007>
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S. i Twickler, M.S. 1996. Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption 71,000 years ago. *Geophysical Research Letters*, 23: 837-840.